





## (A 2) 保田層群

新第三系下部中新統の礫岩、砂岩、泥岩、凝灰岩からなり、保田、富山および安房丘陵全域に分布し、嶺岡構造帯の周囲を取り囲んでいる。基本的には下位から綠色凝灰岩、礫岩、砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩、凝灰岩泥岩互層、砂質泥岩の順に重なる。中嶋ほか（1981）は上位の三浦層群との間に不整合は見られないとのことで、三浦層群と保田層群を併せた「安房層群」という地層群を設定している。保田層群と嶺岡層群は、現在断層関係で接しているが、もともとは不整合関係にあったものと考えられている。



図3 房総半島中南部の地質図（産総研地質調査総合センター 20万分の一地質図に加筆）

## (A 3) 安房層群

安房層群は、主として南房総市-嶺岡山系の北側に広く分布する新第三紀中新世中期から後期の海成層である。保田層群を急角度の斜交不整合で覆い、嶺岡・保田両層群の岩石を主とした厚い基底

礫岩部から、砂岩部、泥岩部と変化し、非常に厚い砂岩泥岩互層の部分を経て再び泥岩部となり、豊岡層群に移っていく。下位から天津層、清澄層、安野層に分けられる。

#### a) 安野層

安野層は、安房層群の最上部に相当し房総半島西岸の富津市から東岸近くの勝浦市にかけ、ほぼ東西方向に分布する。最大層厚は約 450 m である。安野層は下位の清澄層を整合に覆い、上位は黒滝不整合を経て上総層群に覆われる。本層は主に泥岩と砂岩の互層（タービダイト）からなるが、多くのテフラが挟在し、多くの鍵層が認定されている。砂岩優勢互層と泥岩優勢互層が繰り返す地域もある。最上部数十 m ほどの砂岩層は久縄砂岩部層呼ばれ、凝灰質の中粒-細粒の砂岩でしばしば泥岩を伴う。安野層は下位の清澄層から引き続く海底扇状地堆積物と考えられている。安野層の堆積期間は、およそ 4.3~3.6 Ma の約 70 万年間と見積もられている（石原・徳橋，2001）。

#### b) 安房層群 清澄層

清澄層は、安房層群上部で房総半島南部に広く分布している新第三紀鮮新世の地層である。清澄層の主な岩相は砂岩が優勢な砂岩泥岩互層であるが、房総半島西部の愛宕山周辺で急激に消滅し、以西は泥岩の優勢な砂岩泥岩互層ないし泥岩となり、稲子沢層とよばれる（徳橋，1997）。また、清澄層中には多くの凝灰岩が挟まれている。特に Ky21（通称 Hk タフ）は広域的に分布し、三浦半島と房総半島を対比を可能にしている。前弧海盆である清澄海盆に形成された、海底扇状地堆積物と考えられている（石原ほか，2005）。堆積年代は 650~490 万年前の約 150 万年とされる。

### (A 4) 千倉層群

館山地域に分布する千倉層群は上部鮮新統から下部更新統にかけての地層で、下部より白浜層、白間津層、布良層、畑層からなる。白浜層、布良層、畑層はそれぞれ野島崎礫岩部層、蓮台枝礫岩部層、長尾川砂岩部層を含む。布良層と畑層は同時異相関係であり、畑層上部は豊房層群加茂層下部と同時異相関係である。千倉層群は、東北東-西南西の褶曲及び断層により層序を繰り返しながら、北方ほどより上位の地層が露出する。

#### a) 千倉層群 白浜層

層厚 10cm~8m の凝灰質砂岩と層厚 10cm~20m の礫岩の互層で、風化面では赤褐色となる特徴がある。層厚 5cm 以下の黒~暗灰色頁岩を挟む。砂岩層は厚さ数 cm の褐色の泥岩と互層（砂勝ち）を為し、まれに白色細粒凝灰岩を挟む。一般に平行葉理が発達し、上位の頁岩層に漸移する。礫岩は径 2~3cm から 1m のシルトの礫と 2~20cm の火山岩礫からなり、基質はスコリア粗粒砂岩である。白浜層中には鉱物脈が分布域全域にわたって観察される。白浜層の赤褐色粗粒砂岩と白間津層のシルト岩と互層する地域もあるが、白間津層に整合に覆われる。砂岩層中から材化石、二枚貝化石（*Glycymeris yessoensis* (Sowerby)）などの貝化石片、サメの歯化石が、泥岩から有孔虫、放散虫、珪藻、石灰質ナノ化石が報告されている。安房層群安野層に対比される。

#### 野島崎礫岩部層

野島崎礫岩部層は白浜互層中の砂礫層が側方に粗粒化・厚層化したものである。模式地は南房総市白浜町野島崎西岸で模式地にのみ分布する。少なくとも 50 m の層厚を持つ。主として火山角礫からなる不淘汰礫岩層で、火山角礫は細礫~巨礫大の玄武岩~安山岩である。本部層は円礫も多く含み、安山岩、玄武岩、閃緑岩、トータル岩、斑れい岩、砂岩、シルト岩、頁岩、チャート、緑色凝灰岩か

らなり、巨礫大の泥岩偽礫が頻繁に観察される。火山岩礫から K-Ar 年代測定値 2.6Ma~3.4Ma の報告がある(綱川・小林, 1984)。

#### b) 千倉層群 白間津層

白浜層を整合に覆う砂岩・シルト岩互層で、砂岩(スコリア質砂岩)は黒色を呈し平行葉理が発達するが、シルト岩は塊状で上方に向かって薄くなった細粒砂岩層と細かく互層する。下部ほど土石流堆積物からなる厚層の砂層が発達し、最上部ではシルト岩がやや優勢となる。白間津層は、下位の白浜層と砂岩層の色から明瞭に識別される。海岸地域に分布する白間津層には乱堆積物層が発達し、そこにシロウリガイ化石が産出する(間嶋ほか, 1992)。白間津層の年代は 3.68Ma ~3.31Ma で、布良層に整合に覆われる。安房層群安野層に対比される。

#### c) 千倉層群 布良層

スコリア質凝灰岩や凝灰質砂岩の薄い層(4~5cm のものが多い)を挟む塊状の青灰色~灰白色シルト岩からなる。白間津層より上位の細粒堆積物が優勢する地層である。層厚は模式地で 400m。凝灰質シルト岩層は数 cm ~1 m の層厚を持ち、明灰色~青灰色を示す塊状のシルト岩からなり、生痕化石がしばしばみられる。砂岩層は、黒~暗褐色を示す数 cm ~数十 cm のスコリア質砂岩からなり、平行葉理が頻繁に観察される。布良層は単調なシルト勝ちの砂岩シルト岩互層から構成され、白間津層を整合に覆い、畑層中~下部とは同時異相関係である。

#### d) 千倉層群 畑層

千倉層群の最上部層で、下位の布良層下部や上位の豊房層群加茂層との境界付近は一部で同時異相関係を示す。平行葉理の発達する凝灰質砂岩と凝灰質シルト岩互層からなり、軽石層、スコリア層、火山灰鍵層が頻繁に挟在される。層厚は 300m 程度。シルト岩中から有孔虫、放散虫、珪藻、石灰質ナノ化石を産出する(川上・宍倉 2006)。堆積年代は後期鮮新世~前期更新世(1.95~0.85Ma)と推定されている。布良層と同様に乱堆積層が発達し、本層中からはコンポリュート葉理や火炎構造などの脱水構造、乱堆積層が報告されている。安房層群安野層から上総層群下部に対比される。

### (A5) 上総層群

上総層群は、房総半島中部の上総丘陵に広く分布する海成層で、その基底は房総半島をほぼ東西に横切る黒滝不整合で限られ長沼不整合にいたる一連の地層である。本層群は、房総半島の中・東部で最も厚い。半島の西部域では、主に浅海成の砂層・礫層及び泥質層から構成され、大規模な削り込み現象が頻繁に観察される。一方厚くなる半島の中・東部域では、主にフリッシュ型砂泥互層(泥勝ち互層と砂勝ち互層の繰り返し)から構成され、大規模な削り込み現象はほとんど観察されない。フリッシュ型砂泥互層を構成する砂層はタービダイトである。上総層群は、半島中央部の養老川流域では、下位より黒滝層、黄和田層、大田代層、梅ヶ瀬層、国本層、柿ノ木台層、長南層、笠森層、金剛地層より構成されている。最も厚くなる半島東部域では、黒滝層と黄和田層の間に、さらに3層(下位より、勝浦層、浪花層、大原層)が含まれる。上総層群は、関東平野と房総丘陵とに広がっていた浅海から、陸棚斜面、深海の海底盆の堆積物である。

#### a) 上総層群 黒滝層

黒滝層は凝灰質礫岩、凝灰質砂岩、凝灰質泥質砂岩および凝灰質砂質泥岩から成り、基底部の 1~2m には安山岩質の礫を含む。層厚は 30 m 以上であり、側方に変化する。東へ向かって勝浦層や浪

花層と同時異相の関係となる。安野層に黒滝不整合で重なる。淘汰の悪い凝灰質砂礫岩で、勝浦海岸では、基盤の泥岩の巨礫を含む厚い礫岩になっている。層厚は 20~300mで、基底から数mの層位に挟まれる鍵層の Kd38、上限付近に挟まれる Kd23 は広く分布する良い鍵層になっている。

b) 上総層群 竹岡層

竹岡層は鋸山向斜の軸部に沿って東西に分布するラミナの発達した直径 2mm~1cm の安山岩質スコリアと安山岩質岩片を主とする凝灰角礫岩の互層である。白色軽石を多く含み、下位の安房層群（三浦層群）萩生層を平行不整合で覆う。竹岡層は黒滝層の同時異相とされる。鋸山付近は向斜軸にあたるため、スポット状に安野層より新しい竹岡層が露出している。本来なら谷になるはずなのだが、硬い礫岩が侵食から取り残され、逆に周囲より高くなってピークになっているおり、差別侵食でできたケスタ地形である。

c) 上総層群国本層

国本層は砂岩勝ちの砂岩と泥岩の互層と、塊状の砂質泥岩からなる。層厚は約 320mで、貝類化石を含む。本層の上部に挟まれる白尾火山灰（Byk-E, 77.3 万前）付近に地磁気逆転の境界がある。チバニアン期の下限の境界で注目されている地層である。国本層は大陸棚の外縁から陸棚斜面の上部付近にあったと考えられ、後に浅海化し陸上に隆起したと考えられている。

(A 6) 下総層群

下総層群は、房総半島北部の下総台地に広く分布し、浅海成の砂層と淡水-汽水成の泥質層とが周期的に繰り返す堆積サイクルから構成されており、古くから数多くの研究がなされている。下総層群は下位より、地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、横田層、木下層及び姉崎層からなる。下部の地蔵堂層、藪層、上泉層及び清川層は、それぞれ、チャンネル状の陸成砂礫層を基底に伴うことのある淡水-汽水成の泥質層からなる下部と、貝化石を多産する浅海成の砂層からなる上部とから構成されている。これらの地層は、下部泥質層の基底部にチャンネル状砂礫層が発達しているところでは、下位の累層の浅海成砂層を局部的に削り込んでいる。下部泥質層が下位の浅海成の砂層の上に整合に重なるような特徴が最初にみられる地蔵堂層を、下総層群の基底と定めている。

a) 下総層群 地蔵堂層

模式地は木更津市真理谷地蔵堂である。本層は基底の粗粒砂層（斜交葉理のある細礫混じり粗粒砂）・下部泥層（淘汰の悪い砂質泥）・上部砂層（本層の主体で中部と上部には地蔵堂化石帯と丹

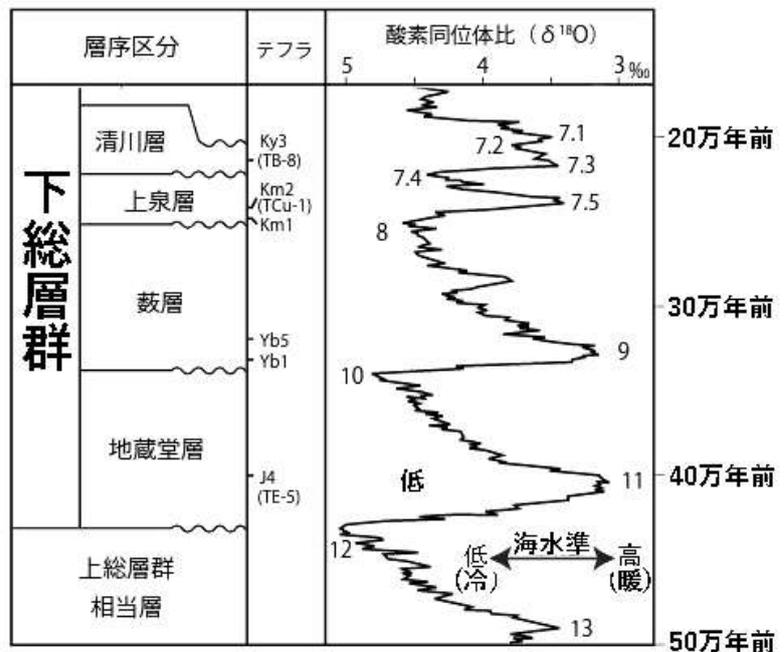


図4 下総層群の酸素同位体比（中澤ほか，2015 の一部に加筆）

原化石帯) からなる (図 4)。上部砂層は、大部分が中 - 細粒の砂層で厚さは 70-50m である。模式地周辺で最も厚く、南西、北東の両側へ薄くなる傾向が認められる。模式地では、地蔵堂化石帯の下位に J3 と呼ばれる極粗粒砂サイズの軽石質ゴマシオ状白色火山灰層がある。また、地蔵堂化石帯の上位には J4 と呼ばれるシルトサイズの淡紅褐色の火山灰層がある。

#### b) 下総層群 藪層

藪層は、下位の地蔵堂層に整合に重なるが、一部はダイアステム程度の侵食間隙が存在する。下位から基底粗粒砂層 (約 10m で細礫を含む)・下部泥層 (サンドパイプを含む淘汰の悪い砂質泥層で下部に泥炭層やカキの密集層を挟むことがある)・上部砂層 (細～粗粒砂で模式地を中心に分布する) に分けられる。火砕質鍵層として 6 枚のスコリア層や軽石層が見られる。

#### (A 7) 銚子付近の地質

銚子の東海岸は海食崖が発達し、黒生付近から半島東南端までのおよそ 5km の海岸には銚子層群が露出している (図 5)。犬吠埼灯台の下で見られる露頭は、国指定天然記念物「犬吠埼の白亜紀浅海堆積物」となっている。岩質が西南日本の白亜系に比べてはるかに軟らかく、東北日本の下部白亜系宮古層群と似ている。銚子層群は、下位を上部ジュラ系付加体の愛宕山層群と断層で接し (もともとは不整合関係)、上位は中新統の名洗層に不整合で覆われている。全層厚は約 900 m に達し、砂岩を主体としシルト岩、礫岩を伴う珪質碎屑岩からなる。銚子層群はアンモナイトやトリゴニアなどの化石を産出する。関東山地とジュラ紀付加体、白亜系などが年代の一致などよく似る点があり、銚子地域は関東山地の東方延長、すなわち西南日本外帯であると考えられてきている。

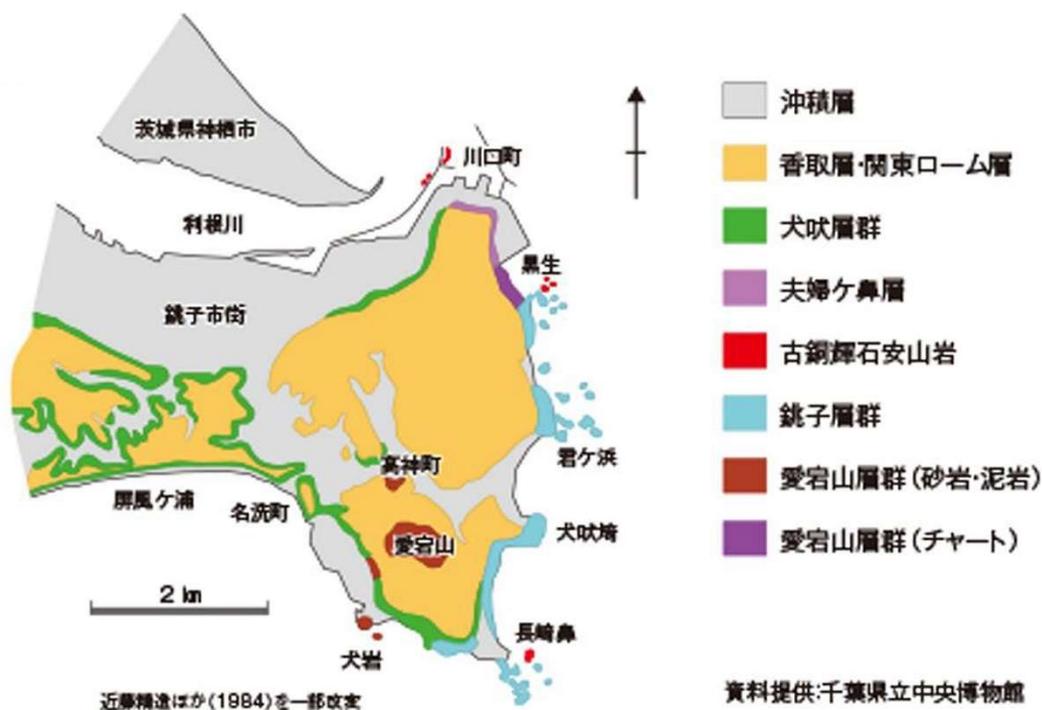


図 5 銚子付近地質図 (URL1)

## (B) 房総半島中南部のジオサイト

筆者が訪れたジオサイトを紹介します。



図6 紹介するジオサイトの位置

## B01 鴨川市太海

- 1) 見学項目：嶺岡帯の枕状溶岩
- 2) 場所：千葉県鴨川市太海 鴨川青少年自然の家：35° 17′ 39.62″ N, 140° 08′ 47.6″ E
- 3) 解説：鴨川松島を望む千葉県立鴨川青少年自然の家は、玄武岩の大きな塊の上に建てられており、敷地の下の海岸では玄武岩質の枕状溶岩を観察できる（図7・図8：県指定天然記念物）。長径数10cmのピローローブがいくつも積み重なった様子が観察され、岩体全体が大きく南方に傾斜しているように見える。枕状溶岩がばらばらに砕けた破片が堆積したピローブレッチャの部分もある。斑晶や気泡などはほとんど見られない。高橋ほか（2016）によれば、また、顕微鏡下では、方向性のない短冊状斜長石の間を粒状の単斜輝石と不透明鉱物およびガラスが埋めており、きわめて均質である。葉山-嶺岡帯の一部である。



図7 「鴨川青少年自然の家」の下の海岸



図8 「鴨川青少年自然の家」の下の海岸

## B02 江見吉浦

- 1) 見学項目：安房層群（保田層群）
- 2) 場所：吉浦区が運営するオートキャンプ場の駐車場：35° 17′ 39.62″ N, 140° 08′ 47.6″ E
- 3) 解説：安房層群波太層（図9）

砂岩・頁岩の互層が見られる。本層の上部は、主として凝灰質砂岩及び白色一灰白色細粒凝灰岩からなり、頁岩や凝灰質泥岩をはさむ。地層は破壊され横方向にほとんど連続しない。新生代新第三紀の付加体堆積物である。



図9 江見吉浦の波太層

### B O3 南房総市白浜 ホテルウミサト南

1) 見学項目：白間津層 隆起波食棚

2) 場所：南房総市白浜町白浜：35° 17′ 39.62″ N, 140° 08′ 47.6″ E

3) 解説：砂勝ち砂岩凝灰質シルト岩互層（図 10・図 11）からなる。スコリア質粗粒砂岩がはさまれている。砂岩層は黒～暗褐色を示し，シルト岩層は明灰色～青灰色を示す。シルト岩中には生痕化石が多くみられ，砂岩層には斜交層理も見られる。



図 10 白間津層の砂岩泥岩互層



図 11 白間津層の砂岩泥岩互層

### B O4 南房総市白浜町白浜

1) 見学項目：大規模地すべりによる乱堆積層

2) 場所：千葉県南房総市白浜町白浜：34° 55′ 23.21″ N, 139° 54′ 18″ E

3) 解説：安房グリーンラインを白浜方面に向かって走ると，安房白浜トンネルの北口すぐのところにある。案内板や駐車場も整備されている。道路工事中に出現したもので，約 200 万年前の巨大地震により，海底に堆積していた千倉層群畑層の砂岩泥岩層が大規模な海底地滑りを起こした様子を示している。発見された当時の写真と比べると風化を受けてきているが，砂や泥が液状化したため地層がブロック化して回転したり上下が逆になってしまっている様子が現在でも観察できる（図 12）。図 13（Yamamoto, Y. et al., 2007）の水色部分は液状化した砂である。



図 12 南房総市 大規模地すべり

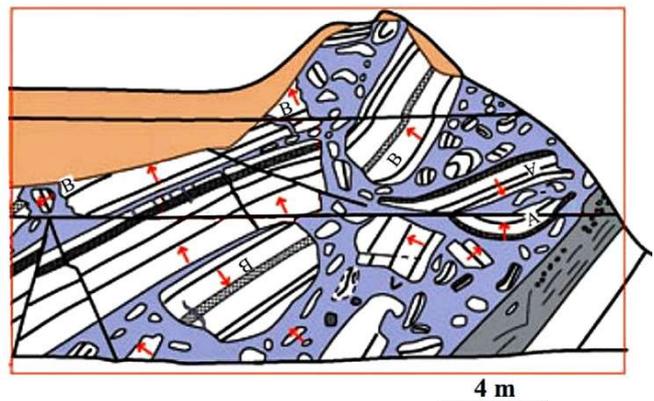


図 13 スケッチ図（Yamamoto, Y. et al., 2007 を改）

## BO5 野島崎南岸 白浜層・隆起波食棚

1) 見学項目：白浜層・隆起波食棚

2) 場所：千葉県南房総市：34° 54′ 01.52″ N, 139° 53′ 18.78″E

3) 解説：白浜層は、特徴的な赤褐色の砂岩により明瞭に他の地層と識別される。砂勝ち砂岩泥岩互層（図 14）で、砂岩は、主として赤褐色を呈する玄武岩～安山岩質火山碎屑性粗粒砂岩からなる。砂岩層中には、細～中礫からなる安山岩角礫を主としたレンズ状の礫岩層（図 15）が挟まれることがある。泥岩は、数 cm の層厚からなる暗灰色である。野島崎の南端から西方には野島崎礫岩部層（図 16）が見られる。また、白浜層中には白色の鉍物脈が見られる（図 17）。



図 14 砂勝ち砂岩泥岩互層



図 15 レンズ状に挟まれる礫岩層



図 16 野島崎礫岩部層



図 17 砂岩層 白い鉍物脈が入る

## BO6 野島崎東岸 畑互層 白間津層

1) 見学項目：白間津層 砂岩 礫岩 スコリア

2) 場所：野島崎東岸：34° 54′ 09.77″ N, 139° 53′ 24.12″E

3) 解説：砂勝ちの砂岩凝灰質シルト岩互層からなる。数十 cm ～数 m の層厚のスコリア質粗粒砂岩（図 19）が優勢で、砂質基質支持の砂礫層を挟むことが多い。海岸地域に分布する白間津層には

乱堆積物層が発達する (図 18)。砂岩層は黒～暗褐色を示し、シルト岩層は明灰色～青灰色を示す。



図 18 白間津層 乱堆積層



図 19 スコリア質砂岩とシルト岩の互層

### B07 屏風岩

1) 見学項目：畑互層 (布良層)・屏風岩

2) 場所：南房総市白浜町根本字石舟地先：35° 17' 39.62" N, 140° 08' 47.6"E

3) 解説：白浜町根本海岸には、千葉県天然記念物に指定されている「白浜の屏風岩」がある (図 20)。海底で泥岩と暗灰色の凝灰質砂岩が 10cm 前後の厚さで交互に堆積し、プレートの動きによって垂直に立ったものである。その後の侵食によって、直立した固い部分 (砂岩) が残されている。白浜の海底地すべり堆積層とおなじ時期の地層であり、褶曲構造も地すべりが原因である可能性も考えられている。1955 年、千葉県の天然記念物に指定される。畑層中～下部とは同時異相関係である。



図 20 屏風岩標柱 砂岩泥岩互層で砂岩が突出する



図 21 ほぼ垂直の砂岩泥岩互層 砂岩がブロック状に突出する



## B08 隆起段丘

1) 見学項目：地震による隆起段丘

2) 場所：南房総市白浜町根本：35° 17' 39.62" N, 140° 08' 47.6"E

3) 解説：房総半島南部の海岸沿いには、沼面と呼ばれる完新世に形成された海岸段丘が何段も発達している。プレートの動きで発生する大地震時に隆起したものである。完新世の段丘は、波食棚などが間欠的に形成されていったもので、最上位の7,200年前の段丘は、標高30mにも達している。平均隆起速度は約4mm/年と推定され、日本で最も隆起の速い地域となっている。最低位の沼IV面が元禄段丘とよばれ、1703年の元禄地震時の隆起とされる。

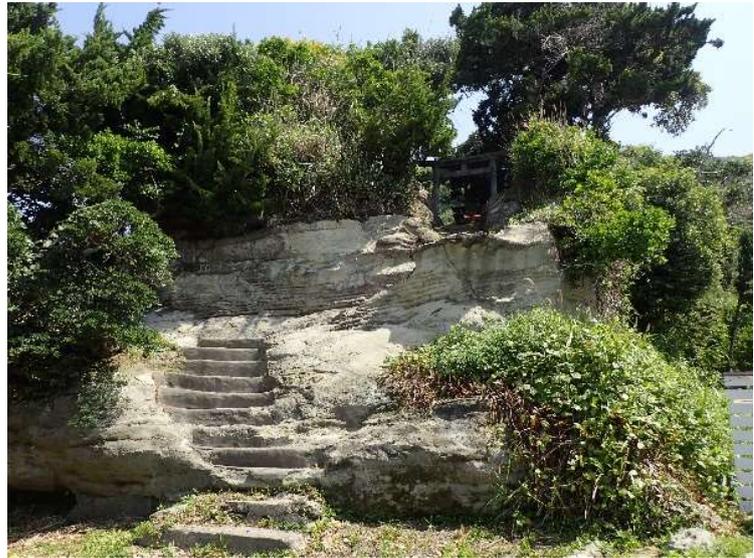


図26 海岸段丘（沼IV面：元禄段丘：崖の上面）

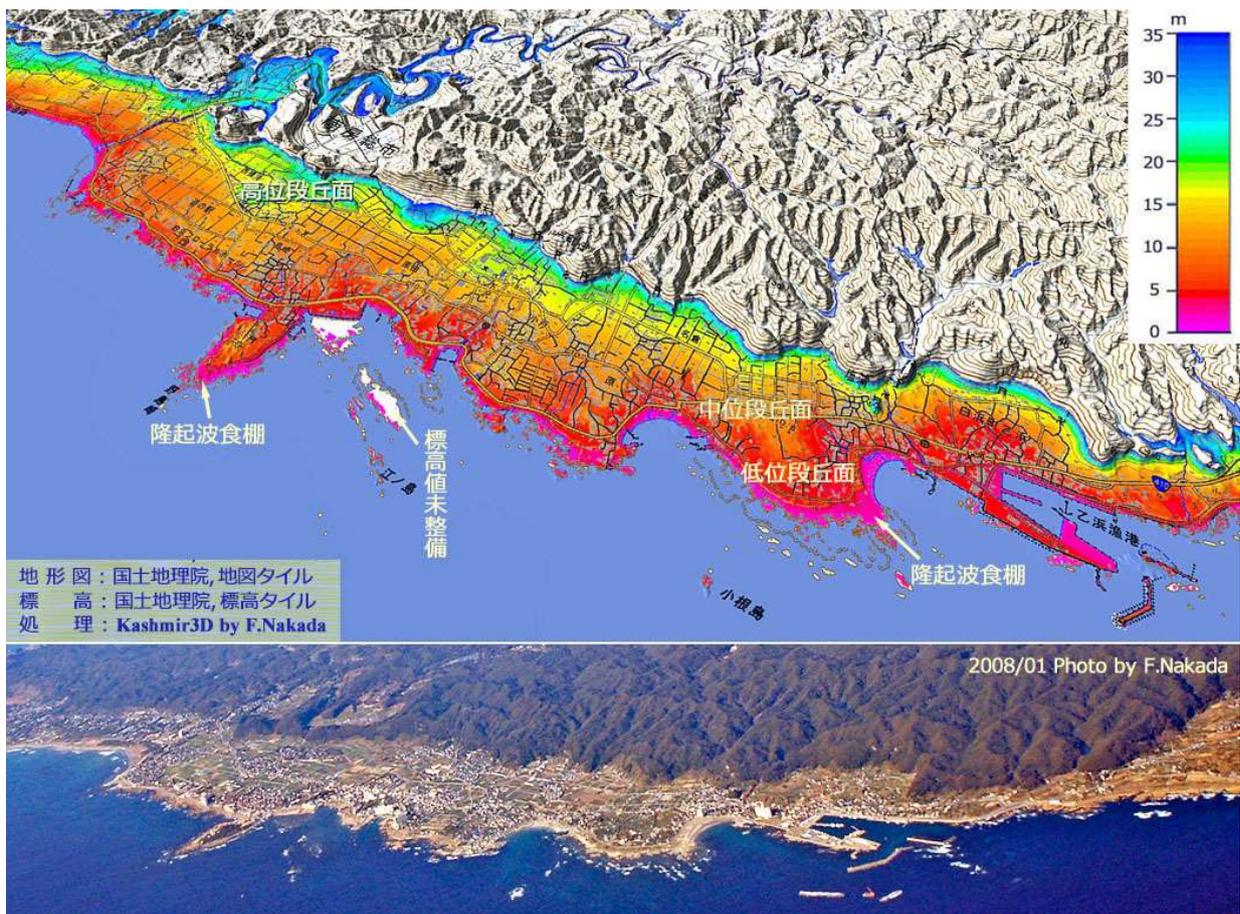


図27 白浜付近の段丘と隆起波食棚 (URL2)

## B09 黒滝不整合

1) 見学項目：不整合

2) 場所：千葉県勝浦市吉尾ボラの鼻（黒ヶ鼻） 吉尾港から海岸沿いに歩く。干潮時が良い。：  
35° 08' 12.09" N, 140° 17' 24.57"E

3) 解説：黒滝不整合は、三浦層群（中新統～下部鮮新統）と上総層群（上部鮮新統～中部更新統）の境界となる、鮮新統中の大きな不整合である（堀内ほか,2009）。勝浦市吉尾ボラの鼻（黒ガ鼻）はその最東端である。ここではほぼ北へ緩やかに傾く砂岩泥岩互層（清澄層）の上に上総層群の基底礫岩である黒滝層が載っている（図 28・図 29・図 30）。黒滝層の下にある安野層全体とその下位の清澄層（500 万年前）上部まで侵食している。下位の清澄層（吉尾港付近ではよく観察できる：図 31・図 33）はタービダイトの整然とした地層で火山灰層も見られる。上位の黒滝層は凝灰質の砂礫層で泥岩や砂岩の大きな礫が多くみられる。特に下位ほど礫径が大きく礫種に富む傾向がある。ただ、黒滝層のこのような岩相はこの地域のみに限られる（川辺ほか 1980）。海岸にはこの礫層の崩落した岩塊が多くみられる（図 32）。黒滝層基底部付近に含まれるシロウリガイなどの貝化石は確認できなかった。清澄層には炭質物も見られる（図 34）。



図 28 黒滝不整合 高さ約 30m



図 29 黒滝不整合 上位が黒滝層，下位が清澄層



図 30 黒滝不整合 勝浦ボラの鼻  
黒い部分が黒滝層



図 31 清澄層中の白色凝灰岩層 Ky21?



図 32 黒滝層の礫岩の転石



図 33 清澄層（ボラの鼻から吉尾港方向を望む）



図 34 清澄層中の炭質物

## BO10 鋸山

1) 見学項目：向斜構造と房州石

2) 場所：安房郡鋸南町元名：35° 17' 39.62" N, 140° 08' 47.6"E

3) 解説：鋸山付近はほぼ東西に走る向斜構造をつくる（図 36）。向斜構造の軸部に関わらず、硬い岩石のため山稜をつくる（図 35）。山頂部にはほとんど火山噴出物からなる地層（上総層群竹岡層）が分布し、山腹から麓にかけて泥岩も見られるようになる（安房層群萩生層～稲子沢層）。鋸山山頂付近には安山岩質スコリアと安山岩質岩片を主とする凝灰角礫岩の互層

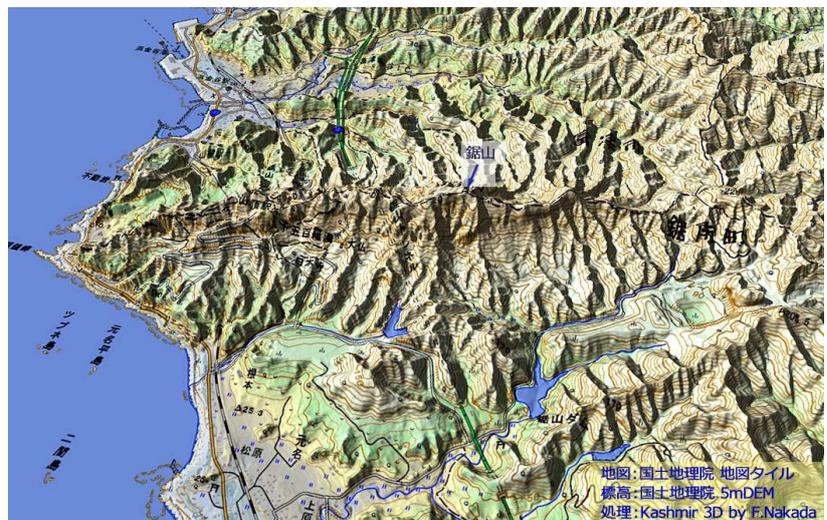


図 35 鋸山 (URL2)

からなる竹岡層が分布する。竹岡層の凝灰質砂岩～礫岩は房州石として有名であり（図 37・図 39）、鋸山ロープウェイの山頂駅には岩石標本が展示されている。

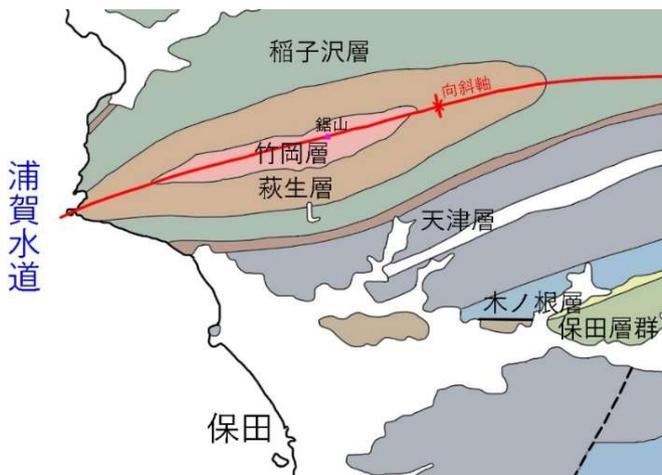


図 36 鋸山付近地質図（鈴木ほか,1990 から作成）

図 37 竹岡層の砂岩層 山頂付近

竹岡層を取り囲むように萩生層，稲子沢層が取り囲む



図 38 萩生層の砂岩泥岩互層

図 39 竹岡層の礫岩

### BO11 チバニアン GSSP\*

1) 見学項目：第四紀更新統チバニアン，地磁気の逆転

2) 場所：千葉県市原市田淵の養老川沿い：35° 17' 39.62" ， N 140° 08' 47.6"E

3) 解説：地質年代名は，その時代の代表的な特徴を示す地層に関わる名前が付けられる。「期」の名称で更新世の 2 か所のみ，単に，middle, upper とだけされていたが，第四紀の middle のところに初めて日本の地名からつけられたものが chibanian である。<sup>かずさ</sup>上総層群国本層（海成層の泥岩や砂岩層）の中にあり，GSSP のペナントのある（図 40），地層のくぼんでいるところがその境界で，上位がチバニアン期（77.4 万年前から 12.9 万年前），下位側がカラブリアン期である。境界のくぼんだ部分には，古御岳火山からもたらされた<sup>びやくび</sup>白尾火山灰（Byk-E, 77.3 万前：天文年代補正法\*で 77.4 万年前）が挟まっておりよい目印となるためここがチバニアンの基底に決められた（岡田ほか, 2023）。

白尾火山灰は白色で風化部は手をつぶせる軟らかさである（図 42・図 43）。また、松山逆帯磁期からブルン正帯磁期に移り変わる境界に非常に近いことでも注目されている。図 40 の右方にみられる赤い杭は逆帯磁、黄色い杭は不安定を表し、さらに上方部分には緑のくいがあり正帯磁を示す（図 41）。松山－ブルン境界の平均年代値は 77 万 2900 年前で、地層上の位置は白尾火山灰層の 1.6m 上位である（Haneda, Y. et al, 2020）。この地域のチバニアン期の堆積速度は平均で 2m/1000 年と大きい。このような新しい時代の深い海に堆積した地層が陸上に露出している例はめずらしい。

\*GSSP: Global Boundary Stratotype Section and Point: 国際境界模式層断面

\*天文年代補正法：太陽を周回する地球の軌道の長期的な変化（ミランコビッチ周期）に基づいて計算された年代と長期的な酸素同位体比の変動を対比させて求められる。



図 40 チバニアン GSSP  
くぼんだ部分が白尾火山灰



図 41 チバニアン 地磁気の逆転層  
杭が赤から黄色、緑色と変わる



図 42 白尾火山灰 厚い部分で層厚 2cm



図 43 白尾火山灰層（風化している）



図 44 養老川  
河床は白～灰白色泥岩の国本層  
(カラブリアン期層)

### B O12 木更津市真理谷

- 1) 見学項目：下総層群地蔵堂層（第四紀貝化石層）
- 2) 場所：千葉県木更津市真理谷地蔵堂：35° 22′ 02.62″ N, 140° 05′ 52.51″ E
- 3) 解説：地蔵堂層，藪層は成田付近の木下層とともに第四紀の貝化石を多産する地層として有名で下総層群の基底である。下位から粗粒砂層・下部泥層・上部砂層からなる。上部砂層は本層の主体で中～細粒砂である。その中部と上部には地蔵堂化石帯と丹原化石帯や多くの火山灰層がある（真野，1986）。木更津市地蔵堂の県道 168 号線沿いの模式地の露頭（図 45・図 46）は崩落防止のため、1m幅ほどを残してコンクリートで覆われている。風化が進み，下部にある火山灰層（J3）は埋積されて見られない。露出部分ではヒヨクガイやピロードタマキなどの貝化石が多く見られた（図 47）。これらは黒潮の影響を受ける暖かい海に多い種である。露頭面から資料採取ができないため確認できないが，有孔虫や単体サンゴも含まれるようである。地蔵堂層は約 40 万年前の地層である。



図 45 地蔵堂層 模式地（白いものは貝化石）

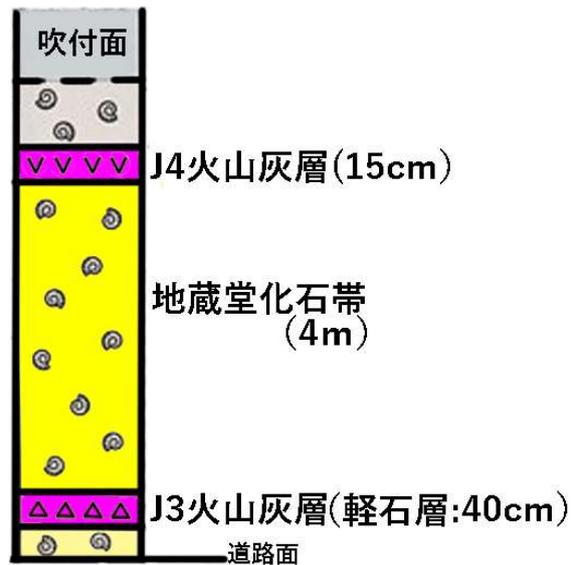


図 46 模式地の露頭柱状図（現地の案内板から）

図47 ヒヨクガイ (左) やピロードタマキ  
*Aquiptecten vesiculosus*・*Glycymeris pilsbryi*



### B013 木更津市<sup>まりつ</sup>真理谷

- 1) 見学項目：下総層群藪層（第四紀貝化石層）
- 2) 場所：千葉県木更津市真理谷：35° 22′ 23.49″ N, 140° 05′ 01.59″ E
- 3) 解説：藪層は地蔵堂層に整合（またはダイアステム）に重なり，模式地も地蔵堂層模式地の1.4kmほど西方にある谷で見られる。下部泥層（サンドパイプを含む淘汰の悪い砂質泥層）では，貝化石の破片が散在するのが観察できる（図48）。厚さ35mくらいで，粗粒～中粒の砂層で貝化石を含む。凝灰質で火山ガラスも含まれていた（図49）。



図48 藪層 模式地（下部泥層で貝化石を含む）

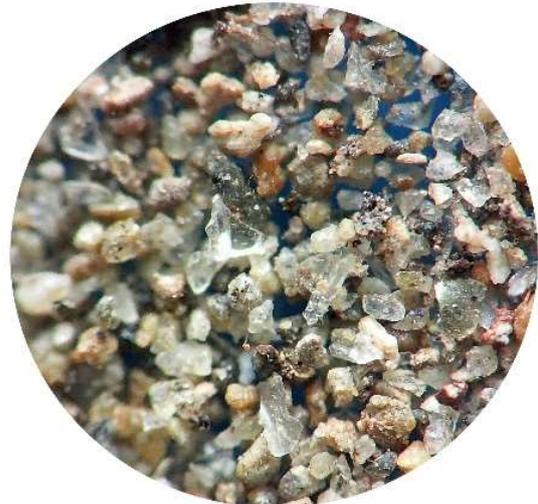


図49 火山ガラスを含む（図48の露頭）

### B014 沼のサンゴ層

- 1) 見学項目：第四紀サンゴ・ヒカリモ
- 2) 場所：千葉県館山市沼：34° 58′ 27.13″ N, 139° 51′ 09.34″ E
- 3) 解説：沼サンゴは，館山市塩見から<sup>こうかつ</sup>香，<sup>みやぎ</sup>宮城，沼，<sup>かみきなぐら</sup>上真倉，南条にかけて，南北に発達する小さい開析谷の谷奥，標高10～18mに分布する造礁性のサンゴ化石群である（図50）。キクメイシ（図51）など約90種の造礁性サンゴが産出し，およそ6000～8000年前の年代が報告されている（宍倉，

2005)。縄文時代は海水面が高く、6千年ほど前には谷の奥まで海が広がっていた（縄文海進）。その後、気温の低下とともに海水面も3～4m下がって、現在の標高約25m前後のところに海岸線があったという。かつては田の端などでよく見られた。「沼サンゴ層」の標識に従って進んでいくと、ため池の堤防が見える。道を左折して堤防上を歩いて、さらに奥に進むと「沼サンゴ礁」を保護する柵がある（図50）。柵の中には入れない。図51の標本は以前にいただいたものである。



図50 沼のサンゴ層



図51 沼層産のサンゴ（キクメイシ）



図52 ヒカリモ 「沼サンゴ層」への道の山側の斜面で撮影

「沼サンゴ層」への道の山側の斜面に洞穴がいくつかあいている。中の水たまりに、水面が金色に光る「ヒカリモ」が見られる（図52）。ヒカリモ（光藻：*Ochromonas vischeri*）は、「黄色植物門黄金色藻類」に属する単細胞藻類で4月から6月の浮遊期に、疎水性の柄の上に複数の層で構成される細胞塊を形成し、これが鏡のように入射光を反射させることで黄金色に光るように見える。土地の方に聞くとこの穴は戦時中の避難場所として作られたといわれた。

## B015 釣ヶ崎海岸

- 1) 見学項目：九十九里浜・砂浜
- 2) 場所：千葉県長生郡一宮町東浪見：35° 17' 39.62" N, 140° 08' 47.6"E
- 3) 解説：九十九里浜は、房総半島の太平洋岸にある、北東端の屏風ヶ浦から南西端の太東崎まで伸びる長さ約60 kmの砂浜海岸である。上総層群で構成された屏風ヶ浦と太東崎の海食崖からの崩落土砂及び太東崎の南側に流入する夷隅川からの流出土砂が沿岸流によって漂砂として運ばれた砂が堆積からなる海岸であると考えられている。釣ヶ崎海岸は2021年には「東京オリンピック」のサー

フィン競技が開催された場所（図 53）で、九十九里浜の南端，太東崎のすぐ北にある。潮の流れが速いため遊泳は禁止である。海岸の侵食を防ぐための 10 号突堤と 11 号突堤が見られる。



図 53 釣ヶ崎海岸 中央奥は 10 号突堤

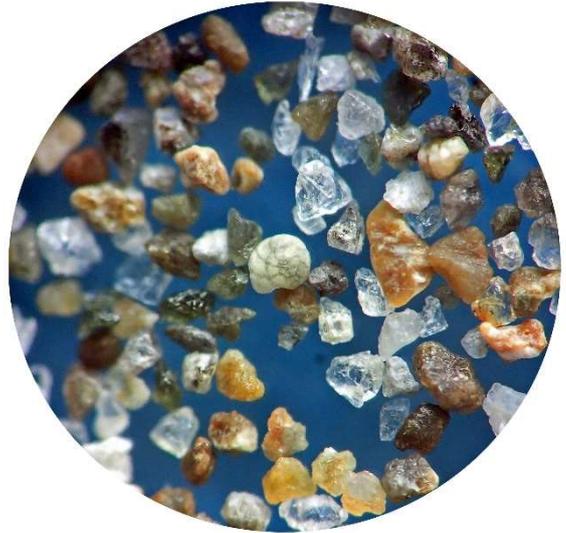
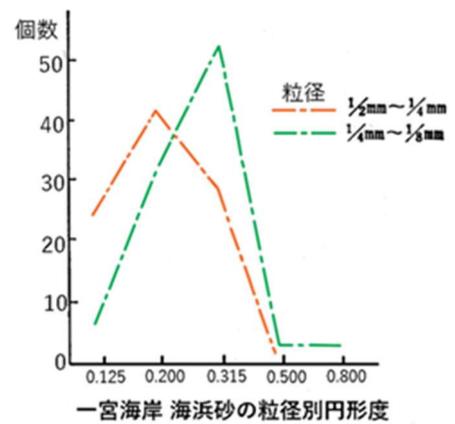


図 54 有孔虫を含む海岸砂

九十九里浜海岸では、海食崖の侵食防止・沿岸漂砂の阻止などにより供給土砂量が激減し、侵食が進んできている。千葉県は九十九里海岸を中心に砂鉄の埋蔵量が多いことから、明治後期以降に砂鉄が昭和 40 年代まで断続的に採取された。一宮町の海岸砂には砂鉄が含まれると聞かすが、採取した砂には見当たらず、石英粒や岩片が多く、有孔虫も含まれていた（図 54）。前田ほか（1980）によれば、砂粒の円形度は粗粒なものほど低い（図 55）。

図 55 砂粒の円形度（前田ほか，1980）→



## B O16 かのうざん 鹿野山

- 1) 見学項目：ケスタ地形，測地観測所
- 2) 場所：千葉県君津市鹿野山：35° 17' 39.62" N, 140° 08' 47.6"E
- 3) 解説：鹿野山は標高 351m で、

山頂付近にある鹿野山測地観測所には、一等水準点や一等三角点が置かれている。この地域は山頂から北部は未固結の透水性のよい砂層（市宿層）に、南側は固結の進んだ岩坂層・東日笠層などの泥質岩・砂岩などから構成されている。北側の未固結の砂層で覆われている地域は、透水性がよく、

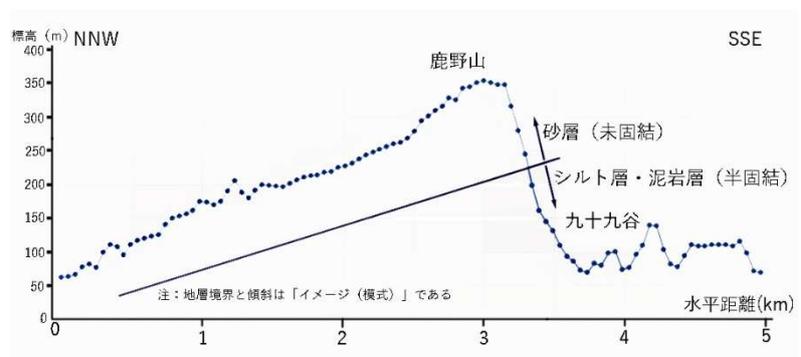


図 56 鹿野山地形断面図（URL1 から作成）

雨水の大半は地中に浸透するため、顕著な谷はできない。一方、南側の「九十九谷」では、半固結のシルト層あるいは泥岩層で、難透水層であり、侵食による谷が発達している。そのため北側は比較的なだらかな斜面が、南側は急斜面が造られている(図 56)。南側斜面の上の方(頂上側)は、谷筋が未発達の大いなる尾根となっていますが、下の方(谷側)は、多数の急傾斜で小さな尾根が密集しています。このような地形は「ケスタ(スペイン語でカデナ)」と呼ばれる。1962年には職員が常駐する「測地観測所」が開設され、



図 57 測地観測所入口(この先は立入禁止)

地磁気観測の環境適地とされたが、2012年4月から職員が常駐しない観測所となっている(図 57)。

## 引用文献

- AOKI, N.1968, (1968) Benthonic Foraminifera Zonation of the Kazusa Group, Boso Peninsula. *Trans.Proc. Palaeont.Soc.Japan,N.S.,no.70*, 238-266.
- Haneda, Yuki et al.,2020, A full sequence of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal in the Chiba composite section, Central Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, 7:44.
- 堀内正貫, 岩本広志, 三谷 豊, 2009, 房総半島を横断する黒滝不整合. 地球科学, 63, p.1.
- 石浜佐栄子・田口公則, 2008, 千葉県館山市に分布する千倉層群畑層のコンポリュート葉理構造を含む地層剥ぎ取り標本について. *Bull. Kanagawa prefect. Mus.(Nat. Sci.)*,37,17-22.
- 石原与四郎・徳橋秀一, 2001, 千葉県清和県民の森周辺の地質 –とくに安房層群清澄層・安野層の層序と構造について–. 地質調査研究報告, 52, 9, 383-404.
- 石原与四郎・徳橋修一, 2005, 房総半島安房層群最上部安野層の堆積様式一前弧堆積盆を埋積するタービダイト・システムの一例一. 地質雑, 111, 269-285.
- 川上俊介・宍倉正展, 2006, 館山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 82 p.
- 川辺鉄哉, 浜田成久, 前田四郎, 1980, 房総半島鶴原地域の鮮新世後期-更新世初期の黒滝層. 地学雑, 89 (4) 237-246.
- 近藤精造・高井憲治・加瀬靖之・橋本昇. 1984.土地分類基本調査「銚子J.千葉県企画部企画課.
- 前田四郎ほか, 1980, 千葉県 地学のガイド. コロナ社 365 p.
- 間嶋隆一, 棚瀬節子, 内村竜一, 本目貴史, 1992, 房総半島南端新第三系からシロウリガイ(*Calyptogena* sp.)の発見. 地質雑, 98, 373-376.
- 真野勝友, 1986, 下総台地および周辺地域. 日本の地質 3 関東地方, 共立出版.
- 三梨 昂ほか, 1976, 東京湾とその周辺地域の地質(10万分の1地質図)説明書. 地質調査所, 91 p.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一, 1981, 鴨川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 107 p.
- 中嶋輝允・渡辺真人, 2005, 富津地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 102 p.

- 中澤 努・坂田健太郎・中里裕臣, 2015, 成田・印西における更新統下総層群木下層の堆積相と物性 : GS-NT-1 及び GS-IZ-1 ボーリング調査概要. 平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報 No. 68, 39-51.
- 岡田 誠, 羽田裕貴, 2023, チバニアン GSSP サイトと陸化した前弧海盆上総層群の層序. 地質雑, 129, 273-288.
- 宍倉正展, 2005, 館山地域の地質, 第 8 章沖積層及び完新世段丘堆積物. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産業技術総合研究所地質調査総合センター, p.34.
- 高橋直樹, 柴田健一郎, 平田大二, 新井田秀一, 2016, 葉山-嶺岡帯トラバース. 地質雑, 122, 375-395.
- 徳橋秀一, 1997, 清澄山系の地質. 千葉県其自然誌, 163-200.
- 綱川秀夫・小林洋二, 1984, 房総半島野島崎第三紀層に含まれる礫の K-Ar 年代. 火山, 29, 57-58.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂, 1990, 那古地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 48 p.
- Yamamoto, Y. et al., 2007, Large-scale chaotically mixed sedimentary body within the Late Pliocene to Pleistocene Chikura Group, Central Japan. *Island Arc.*, 16, 505-507.
- URL1 : <https://www.choshi-geopark.jp/file/panflet.pdf>
- URL2:<https://www.web-gis.jp/GM1000/GM1000.html> Kashmir3D による「日本の地形千景+α」